Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am hercynischen Donaubruch

Von

Hermann Veit Graber

(Vorgelegt in der Sitzung am 18. Mai 1928)

Die nach längerer Pause im Jahre 1926 wieder aufgenommenen Studien[1] im Gebiete des hercynischen Donaubruchs wurden im Sommer 1927 fortgesetzt. Für ihre Förderung durch die Akademie der Wissenschaften (Mojisisovics' Erbschaft) erlaubt sich der Verfasser an dieser Stelle seinen geziemendsten Dank auszusprechen.

Die Untersuchungen erstreckten sich über drei Blätter der österreichischen Spezialkarte (Blatt Passau, Blatt Schärding und Blatt Linz und Eferding); wegen der bedeutenden Ausdehnung des Gebietes und infolge einer Erweiterung des ursprünglichen Arbeitsplanes konnten sie noch nicht zum Abschluß gebracht werden. Diese Erweiterung ergab sich durch den Fund von porphyritischen und lamprophyrischen Ganggesteinen im Sauwald bei Passau und im Rannagebiet zwischen Engelhartszell, Wildenranna und Niederranna sowie in der Pesenbachschlucht bei Aschach und um Neufelden, die Exkursionen fernab vom Donaubruch nötig machten. Außerdem mußten zur Gewinnung von Vergleichsmaterial für das Problem der bojischen Gneise einige Touren um Linz und in Bayern ausgeführt werden.

Bereits Stur hatte das Donautal von Passau abwärts bis Schlägen und dessen geradlinige Fortsetzung, das Sieberstal (Fattinger Senke), morphologisch als Spalte gedeutet. Commenda übernahm und übertrug diese die damalige Lehre von der Talbildung beherrschende Theorie der klaffenden Spalten auch auf einige Nebentäler der Donau. Einige Zeit später zeigte der Verfasser auf petrographischer Grundlage, daß hier wie für den an die Pfahllinie geknüpften Längentalabschnitt der Großen Mühl die brüchige Umformung der Gesteine in Struktur und Textur unter Herausbildung von Quetschzonen und orientierten Kluftsystemen erosionsbegünstigend gewirkt hatte und so ein nur im gestörten Tafellande oder auf einer dislozierten Fastebene mögliches strukturelles Tiefen- und Hochrelief vom Charakter des oberösterreichischen Granitplateaus schaffen konnte. Schon im Kartenbilde (Blatt Linz-Eferding der

[1] H. V. Graber, Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Petermann's geograph. Mitt., 1903.
— Der hercynische Donaubruch. Verh. d. geol. B.-A. in Wien, 1927.
— Das Alter der hercynischen Brüche. Mitt. der Geol. Ges. in Wien, 1927.

österreichischen Spezialkarte und Originalaufnahme 1 25000) fällt die eigenartige Erscheinung auf, daß die Nebenbäche der Donau (Aschach bei der Zierermühle) und auch der Strom selbst (bei Obermühl) überaus häufig eckige Umbiegungsstellen aufweisen, die einzelnen Laufstrecken folgen den im Gebirgsbau vorgezeichneten Kluft- und Absonderungssystemen, was besonders bei den dem Strom zugekehrten großplattigen Steinbruchfronten (Inzell, Aschach, Mauthausen) gut zur Geltung kommt.

Der über 160 *km* lange hercynische Donaubruch (Regensburg—»kleiner Pfahl« bei Aicha—Hals bei Passau—Schlägen—Hinzenbach bei Eferding) ist neben der ihm parallelen und im Mittel etwa 25 *km* entfernten Pfahllinie die bedeutendste und reliefenergetisch wirksamste Störung am Südwestrand der böhmischen Masse. Er bildet eine Flucht rostartig gescharter und mit vorherrschend nordwestlicher Richtung rasch aufeinanderfolgender Quetschzonen und Hartschieferhöfe innerhalb breiterer, weniger intensiv gepreßter Flaserzonen, die selten die Mächtigkeit von 2 *km* überschreiten. Sein Alter ist postkretazeisch-vormiozän. Der alte vorgranitische Faltenwurf ist durch die jüngeren, ihm konkordanten Störungen verwischt, in einiger Entfernung vom Donaubruch jedoch oft noch gut erhalten, weil durch die granitischen Intrusionen nicht konstant überholt. Typische Gekrösefaltung (Ptygmatische oder Weichfaltung) wurde nur an sehr vereinzelten Aplitgängen und Einschlüssen in Graniten beobachtet. Die Fältelungen in den vorwiegend schmalen, wenige Meter mächtigen Hartschieferzonen sind durchwegs jugendlich (siehe unten) und haben noch die jüngsten Granite ergriffen. Dies muß deshalb besonders betont werden, weil Handstücke aus solchen Zonen leicht uralte vorgranitische Umformungsgesteine vortäuschen und auch dafür gehalten wurden, indem beispielsweise manche aus geäderten Schiefergneisen hervorgegangene Hartschiefer durch ihre enorme Kornverkleinerung und Granatneubildung äußerlich Granuliten gleichen können. Nur die vergleichende Beobachtung der Aufschlüsse und ihrer näheren und ferneren Umgebung, die Beachtung der konstanten Abwesenheit solcher Knetgesteine außerhalb der Quetschzonen, die mikroskopische Untersuchung und gegebenenfalls die Bauschanalyse schützen vor ähnlichen Möglichkeiten, tektonische Fazien mit etwas durchaus Fremdartigem zu verwechseln.

Die Paralleltextur der dynamometamorphen Gesteine streicht vorwiegend NW—SE, lokale Schwankungen mehr nach N oder E sind häufig, das Fallen ist meistens sehr steil (80°) NE, lokal auch SW. Nicht selten beobachtet man ein auffällig flaches Einfallen von 40°, ja bis 24° NE, dann sind die Gesteine dieser ausschließlich jungen Störungsbereiche besonders stark durchbewegt, serizitisiert, verharnischt, geeignete Typen bis zu Phylloniten verwalzt. Die Querklüfte dieser Zonen sind glatt und eben, sie haben eine nordöstliche Orientierung (Stunde 2 bis 5 mit nahezu saigerem Fallen) und sind innerhalb der harten, feinkörnigen Granite mit zierlichen

und scharfen Rutschstriemen bedeckt, die ganz flach (5 bis 20°) nach S, beziehungsweise ENE fallen. Es sind tektonische, aber nicht granittektonische Q-Klüfte im Sinne von Cloos, die hier mehr als lokale Bedeutung besitzen. Biotitreiche Gesteine zeigen meistens undeutlichere Rutschstriemen.

Die petrographischen Auswirkungen an den jungen Störungen sind vorwiegend ruptureller Art vom Charakter der epizonalen Metamorphose und setzen eine weitgehende postgranitische Abtragung voraus. Es wird nicht gelingen, im Bereiche des hercynischen Donaubruches reine Meso- oder gar Katatiefenstufen nachgranitischer Durchbewegungen sicherzustellen; gelegentliche blastomylonitische Formen mit neugebildeten Muskoviten sind lokale und seltene Erscheinungen (unterhalb Grub an der Mündung des Haibacher Weges in die Adlerbachstraße). In vielen Hartschiefern sind neugebildete Granaten oder Erze in winzigsten Kryställchen wahrzunehmen.

Als älteste Gesteinsfolge streicht von Bayern her in breiter Entwicklung ein Zug meist violettbrauner, durch Überwiegen des Biotits zuweilen fast schwarzer, feinschuppiger Schiefergneise in die Donauenge herein. Mit eingeschalteten, verschieden mächtigen Lagern und Linsen von Amphiboliten, Graphitschiefern und Marmor (beziehungsweise in der Nähe von Amphibolit Ophikalzit) bauen sie vorwiegend die linksufrige Plateaulandschaft um Passau und Obernzell. Aplitische, bis ins Feinste gehende Durchäderung (zum Teil Oligoklasaplit ohne jede Spur von Kalifeldspat) ist etwas ganz allgemeines. Auch die Amphibolite, nicht aber merkwürdigerweise die Marmorlinsen erscheinen regelmäßig fein aplitisch durchädert. In der Nähe von Garham fand Waldmann[1] eingelagerte Granitgneise mit Katastruktur, die nachweisbar älter sind als alle übrigen Granite.

Bei Esternberg (östlich von Passau) sah Till[2] einen ganz schmalen Streifen von Serpentin, den er vom zersetzten Amphibolit der Nachbarschaft ableitet. Granataplite, Schörlaplite (Freizell) und Schörlfels (Hals bei Passau) sind recht selten. Es bedarf noch näherer fallweiser Untersuchungen über die Zugehörigkeit der aplitischen Durchäderungen, da der ganze Komplex an verschiedenen Orten des Bayrischen Waldes (Hauzenberg, Fenzlberg, Gaishofen etc.) auch von den jüngeren paläozoischen Graniten durchbrochen und verändert wurde. Eklogit und Granulit fehlen; erst jenseits des Böhmerwaldes treten sie mächtig hervor. Südlich der Donau überwiegen auch in Bayern die granitischen Durchbrüche und ihre hochmetamorphen, aus dem Schiefergneis und dessen Begleitern hervorgegangenen Hüllgesteine.

Die Beschreibung der sehr interessanten Marmor-, beziehungsweise Ophikalzitlager von Obernzell (Steinhag), Hacklberg, Jochen-

---

[1] L. Waldmann, Krystalline Gesteine von Hauzenberg im Bairischen Walde. Tschermaks Min. u. petr. Mitt., Bd. 37, 1926, p. 214.

[2] A. Till, Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartszell. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1914, p. 196.

stein etc. würde zu weit führen. Es sei auf die bisherigen, durchaus nicht erschöpfenden Untersuchungen von Weinschenk[1] und Stadler[2] verwiesen. Besonders bemerkenswert erscheinen die Beziehungen zu den Durchbrüchen von Waldgranit (syn. mit Mauthausener Granit) und den zu diesem gehörigen Cordieritgneisen (Stadler a. a. O., p. 73 ff.), wonach die so häufigen Kalksilikathornfelse entgegen einer von befreundeter Seite geäußerten Anschauung nicht auf die vorwaldgranitische Metamorphose zurückgeführt werden können; man gewinnt aus Stadler's Beschreibungen die Überzeugung, daß die Struktur und der gegenwärtige Mineralbestand der Kalksilikathornfelse, die so häufig auch als mehr oder weniger umfangreiche Einschlüsse im Granit auftreten, erst durch diesen geschaffen wurden. Die Kalksilikathornfelse sind aber nicht, wie Stadler anscheinend meint (a. a. O., p. 75), gleichzeitig mit dem zum Teil serpentinisierten Chondrodit- beziehungsweise Phlogopitmarmor und dem Graphit aus (bituminösen) Kalksteinen entstanden. Der Waldgranit traf vielmehr den Chondrodit- und Phlogopitmarmor wie den Graphit schon fertig ausgebildet an, als sich seine teils intra-, teils perimagmatische Kontaktwirkung zu äußern begann und die Hornfelse mit Diallag, Granat, Spinell, Vesuvian etc. schuf. Die Entstehung des Graphits hat mit dem Granit nichts zu tun.[3]

An der Landesgrenze gegenüber Engelhartszell verschmälert sich der von Gümbel als hercynischer Gneis bezeichnete Gesteinskomplex von Schiefergneisen, Amphiboliten etc. ganz unvermittelt rasch und zieht nun, indem er vom Plateau verschwindet, mehr auf die unteren Talhänge beschränkt donauabwärts. Dabei zugunsten jüngerer und an Bedeutung gewinnender granitischer Einlagerungen immer mehr an Mächtigkeit einbüßend bildet er nun, fast ausschließlich auf das linke Stromufer beschränkt, mit hellen Graniten und Körnelgneisen die teilweise zu Myloniten und Hartschiefer (Schiefergneis-Amphibolit-Weißgranit) verwalzte Gesteinsserie des Kerschbaumer Rückens gegenüber Schlägen, tritt am jenseitigen Ufer mit gleicher Ausbildung in die Baumbachlschlucht ein und zieht zu einer feinen Zunge verschmälert ins Adlerbachtal, wo er bald hinter der Freudenthaler Mühle (2 *km* SE von Schlägen) auskeilt. Erst 100 *km* donauabwärts von Schlägen taucht der hercynische Gneis unterhalb Grein wieder auf und bildet mit den in Niederösterreich zu bedeutender Mächtigkeit anschwellenden Einlagerungen von Granulit mit Eklogit, Amphiboliten, Marmor und Graphit den Komplex der ihm stratigraphisch äquivalenten Seyberergneise Beckes. Von diesen Einlagerungen, die in Bayern und Nieder-

---

[1] E. Weinschenk, Geologisches aus dem Bayrischen Walde. Sitz.-Ber. d. bayr. Akad. d. Wiss., phys. Kl., München, 1899, p. 210.

[2] Dr. J. Stadler, Geologie der Umgebung von Passau, Geognost. Jahreshefte, 38. Jahrg., München, 1926.

[3] Lokale Anreicherung und Kornvergrößerung des Graphits durch Sammelkrystallisation kann aber dem Granitkontakt zugeschrieben werden. (Die ursprünglich dichte Struktur neuer Graphittiegel wird nach einer eigenen Beobachtung durch wochenlanges Erhitzen bis zur Weißglut grobkrystallinisch).

österreich so typisch und mächtig entwickelt erscheinen, sind in Oberösterreich nur dürftige Spuren zu sehen: Spärliche Amphibolit- und Gabbroideinlagerungen, in den Hartschieferzonen zu Saussuritfels umgewandelt (Kramesau-Niederranna, Kerschbaumer Ruine, Baumbachl und Adlerbachtal), Spuren von Graphit (Engelhartszell und Linz), Augitgneis im Kirnberger Wald bei Linz. Granulite und Eklogite dürften in Oberösterreich stromaufwärts von Grein wie in Bayern vollständig fehlen. Angaben in der älteren Literatur beziehen sich stets auf Granataplite und Granatamphibolite.

Stromabwärts von Passau gewinnen die Granite und die metamorphen Gesteine ihres Wirkungsbereiches immer mehr an Raum. Bis Schlägen stehen sie unter dem Einfluß junger Durchbewegungen, erst unterhalb der Kerschbaumer Schlinge, abseits vom Donaubruch, trifft man normale, blockbildende Typen. Ebenso schwinden ihre mylonitischen Äquivalente auf beiden Ufern und jenseits der Talkrönung. Treten in größerer Entfernung vom Donaubruch und durch breite Zonen normaler Gesteine von ihm getrennt abermals an engbenachbarte Quetschzonen geknüpfte Mylonite auf, so gehören diese einem anderen, oft recht ansehnlichen Störungssystem an. So konnte Kölbl[1] die Kleinzell—Partensteiner Störungslinie festlegen, die durchwegs in Graniten verläuft und sich durch das gehäufte Auftreten von porphyritischen und lamprophyrischen Ganggesteinen in bemerkenswerter Weise vom Donaubruch unterscheidet. Eben diese Häufigkeit von anscheinend nichtmylonitisierten, pazifischen Ganggesteinen in allernächster Nähe oder in nur mäßiger Entfernung von den Quetschzonen deutet auf ein höheres, vielleicht unmittelbar nachgranitisches Alter der Kleinzeller Störung. Wo in der Nachbarschaft des Donaubruches Ganggesteine vorkommen (in Quetschzonen wurden sie jedoch noch nicht aufgefunden), sind sie deutlich oder sogar erheblich gepreßt (Kersantit von Aschenberg bei Neustift; klastobrecciöse Porphyrite des unteren Kesselgrabens bei Wesenufer).

Die granitischen Gesteine lassen sich in drei verschiedenaltrige Typen gliedern. Der älteste variszische Granit ist der Krystallgranit, er wird häufig vom jüngeren blaugrauen Mauthausener Granit (syn. Waldgranit, Schärdinger Granit, Plöckinger Granit, *A*-Granit nach Peters) in mächtigen Stöcken und Gängen durchbrochen.[2] Noch jünger ist der schneeweiße »*B*-Granit« nach Peters, meistens aplitartig glimmerfrei bis glimmerarm, durch Stoffaufnahme gelegentlich etwas biotitreicher. Er bildet mit Vorliebe

---

[1] L. Kölbl und G. Beurle, Geologische Untersuchung der Wasserkraftstollen oberösterreichischen Mühlviertel. Jahrb. d. geol. B.-A. in Wien, 1925, p. 339 ff.

[2] Nähere Angaben und Beschreibungen finden sich besonders bei H. Limbrock, Geol.-petrogr. Beobachtungen im südöstl. Teil d. Böhm. Masse etc., Jahrb. d. geol. B.-A. in Wien, 1925, p. 120 ff. und bei den anderen zitierten Autoren (Kölbl a. a. O., p. 334 ff.). Die bisherige Unterscheidung zwischen dem Krystallgranit und porphyrartigem Granit lassen wir fallen.

ansehnliche breite Gänge und landschaftlich wegen seiner Härte auffällige Kuppen, besitzt daher wegen seiner geologischen Erscheinungsform eine gewisse Selbständigkeit. Die Steinarbeiter nennen ihn »Weißstein«, weshalb für ihn statt der Bezeichnung »*B*-Granit« der Name »Weißgranit« vorgeschlagen sei.

Alle drei Granite neigen zu randlicher Hybridisation unter Ausbildung von Mischgraniten (z. T. anatektischen Migmatiten) und Mischgneisen, die zonenartig um den Krystallgranit und Mauthausener Granit und ihre Migmatite entwickelt als Körnelgneise eine oft bedeutende Mächtigkeit und regionale Bedeutung erreichen. Die Mischzonen des Weißgranits sind schmal und anders geartet. Das Problem der westmoldanubischen Gesteinsmetamorphose wird an anderer Stelle behandelt werden (p. 10 ff.). Wie alle bisherigen Beobachtungen zeigen, deckt sie sich mit der Metamorphose im Ostmoldanubicum (F. E. Sueß, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin, 1926, s. a. Leo Waldmann im Akad. Anzeiger 1928, Nr. 13).

Sichere Granitgneise, also noch ältere, krystalloblastische, druckverschieferte Granite sind dem Verfasser aus Oberösterreich nicht bekannt. Die Neigung einzelner Autoren, alle Granitgneise, sogar die mehr oder weniger rupturell verschieferten Flasergranite (Gneisgranite) als durchwegs hybride Gesteine auffassen zu wollen (Limbrock, Richarz, Klaes, zum Teil auch Klemm), muß neuerdings abgelehnt werden, ebenso eine dem Verfasser zugekommene briefliche Mitteilung, in der der Körnelgneis als »unfertiger Granit« und der Aplit als der primäre »Grundsaft« sämtlicher Granite bezeichnet wird.

Über die Ganggefolgschaft des Mauthausener und Krystallgranits cf. p. 380.

Die anfängliche Gleichartigkeit beider Stromufer ändert sich bald unterhalb Passau. Von Engelhartszell an wird nahe der Talkrönung des linken Ufers der Krystallgranit mit seiner deutlich geflaserten, oft kräftig mylonitisierten Randfazies (Till's »Augengneis«) und Körnelgneiszone vorherrschend und bleibt gelegentlich mit Körnelgneisen wechsellagernd und von anderen Intrusivkörpern durchsetzt bis nach Untermühl das Hauptgestein. An zahlreichen Orten beobachtet man an ihm eine Neigung zur Ausbildung von Lagergängen mit beiderseitigen hybriden Übergängen zu Körnelgneis (»Frauensteig« gegenüber Engelhartszell; Sperrweg ins Baumbachl bei Schlägen). Von Schlägen abwärts bieten beide Ufer (der Inzellersteig und ebenso der Weg nach Obermühl am linken Ufer) ausgezeichnete Aufschlüsse, zunächst in den Quetschzonen des Baumbachls und Kerschbaumer Rückens, dann in den Mischzonen und schließlich im Krystallgranit selbst. Gegenüber Inzell, dann bei Neuhaus und Aschach wird der Krystallgranit von dickplattig geklüftetem Mauthausener Granit durchbrochen, der in großen Quadersteinbrüchen, den ersten am bisherigen Donaulauf, abgebaut wird; im Gebiet des hercynischen Donaubruches ist das Gestein nur zur

Gewinnung von Schlagschottern und unregelmäßigen Bruchsteinen geeignet. Im Inzeller Steinbruch wurden folgende Kluftsysteme gemessen: Kluftplatten parallel zum Strom: Streichen h $8^2/_3$, Fallen 85° NE (Hauptbruch); Querkluft: Streichen h $2^2/_3$, Fallen 85° NW, etwas rauh; söhlige Kluft: Streichen N-S, Fallen 15° E, rauh. Ferner zwei Diagonalklüfte, die eine streicht h $2^2/_3$, Fallen 20° ENE, die andere streicht h $2^2/_3$, Fallen zirka 30° WSW. Das Kluftsystem zeigt demnach die Orientierung der Gesteine des Donaubruches und kann daher nicht als granittektonisch aufgefaßt werden. Im Gestein finden sich spärliche, aber ansehnliche, bis 5 *cm* große Mikroklinkrystalle (1 bis 3 auf 1 m^2); kleinere, bis zu 2 *cm* große Krystalle sind häufiger, ohne dem Gestein eine ausgesprochen porphyrische Struktur zu verleihen. Eine Paralleltextur fehlt vollständig. Kleine Biotitschlieren von 3 *cm*, seltener 10 *cm* Größe und nur wenige Millimeter mächtig sind ohne bestimmte Orientierung häufig eingestreut. Pegmatit- und Aplitadern treten nur an zwei Stellen hervor.

Das rechte Donauufer abwärts Passau, der Sauwald, wird von Innstadt bis Kasten aus den Äquivalenten des linken Ufers (Schiefergneis, Cordierit- und Körnelgneis, Granataplit, Amphibolit) zusammengesetzt, weiter abwärts und landeinwärts bis Schärding und darüber hinaus in Bayern gewinnen die granitmetamorphen Gneise (Körnel-, Biotit- und Cordieritgneise), die zonenweise die zahllosen Astendigungen des »Schärdinger Granits« (Mauthausener Granit) umhüllen, die Alleinherrschaft. Nur in der Höhe von Jochenstein und noch wenige Kilometer abwärts über Engelhartszell hinaus bis auf die Höhe von Kramesau ziehen sich entlang dem unteren Talgehänge (etwa 50 *m* über dem Strom bis nahe zur Talsohle) Mylonite der porphyrartigen Randfazies des Krystallgranits (»Augengneis«) mit porphyroklastisch verwalzten Streifen desselben Gesteins (siehe p. 376), die unter die basalen Schiefergneise einfallen. Weiter talabwärts verschwinden sie bis Schlägen völlig.

Die ganze Landschaft westlich vom Donaubruch besteht von Wesenufer abwärts bis nach Hinzenbach und dann quer durch das Eferdinger Becken bis nach Linz aus den bald mannigfaltigen, bald überaus eintönigen Gesteinen des Sauwaldes mit vorherrschenden Körnelgneisen des Mauthausener Granits. Das malerische Durchbruchstal von Ottensheim-Wilhering bis Linz schließt eine Serie prachtvoller Gesteinsarten auf, Granat-Cordierit-Sillimanit-Kinzigite, dunkle, großkörnige Granat-Cordieritskarne, pneumatolytisch aus den Kinzigiten entstanden (Stromkilometer 2139 am rechten Ufer), helle Cordieritgranatskarne (bei Puchenau) neben Cordieritgraniten vom Mauthausener Typus (Steinbrüche St. Margarethen und Urfahrwänd). Erst nördlich von Urfahr begegnen wir wieder den zum Krystallgranit gehörigen Körnelgneisen und weiter landeinwärts auch diesem selbst. Hier tritt bis zum Sternstein der reine unvermischte Granit gegen die Körnelgneise stark zurück. Eigenartig ist das Bild der auch morphologisch auffälligen Störungslinien. Bei Walding

trifft die Kleinzeller Linie (hercynisch) auf die »niederländische« Rodellinie, die sich bei Zwettl mit der N—S orientierten Haselbachlinie schneidet.

Über den Sauwald liegen mächtige fluviatile Schotter des Pliozäns ausgestreut (bei Münzkirchen in 560 *m* Seehöhe zu quarzitischen Konglomeraten verkittet) und transgredieren marine fossilreiche Mergel, Sande und Arkosen des älteren Miozäns; die östlichsten und höchsten bei Kopfing (Blatt Schärding) bleiben knapp unter 500 *m* Seehöhe. Das Tertiär liegt überall völlig ungestört auf dem Grundgebirge.

Als tektonische Linie und Gesteinsgrenze tritt bei Schlägen an die Stelle des Stromtales die geräumige Adlerbach-Zeilerbach-Furche (Sieberstal, Fattinger Senke), zugleich die kürzeste Verbindung zwischen Passau und Eferding-Linz, seit fast zwei Jahrtausenden eine wichtige Leitlinie für den Verkehr.[1] Die »Fattinger Senke«, der zweite Abschnitt des Donaubruches in Oberösterreich, scheidet die Mischgneise und Mylonite des westlichen Hanges von den Schiefergneisen und dem Weißgranit des östlichen Gehänges. Dieser Granit schwillt bei Haibach zu einer dominierenden Kuppe an (562 *m*), die den Fattinger Sattel (463 *m*) noch um 100 *m* überhöht. Östlich davon fällt ein Streifen von Mauthausener Granit mit Cordieritmigmatit, geflasertem Mischgranit und Körnelgneisen (beim Schwarzenberger) auf, der bei Lacken in Kote 360 *m* unter Pliozänschotter hinabtaucht. Dieser Granit bildet einen Durchbruch im Krystallgranit, der hier in einem 1·5 *km* breiten Zug aus dem Krystallgranit des linken Ufers (Untermühl) herausgeschnitten wurde und mit ihm bruchlos zusammenhängt.

Von Hilkering bis Hinzenbach bildet der imposante Steilabfall der Schaumbergerleiten als freier Bruchrand das dritte Stück des Donaubruches. Das Aschach-Eferdinger Becken dürfen wir aus mehrfachen Gründen als miozänes Bruchfeld noch unbekannter Stufe auffassen, das sicher jünger ist als der Donaubruch, die Plöcking-Puchenauer und Rodlstörung. Die Sprunghöhe der Schaumberger Verwerfung läßt sich aus der mittleren Höhe des Böschungsknickes der westlichen Plateauoberfläche (etwa 120 *m*) und nach einer bei Karling, 3 *km* südöstlich von Aschbach bis auf das Grundgebirge abgestoßenen Bohrung (121 *m*) auf mindestens 250 *m* schätzen. Die Gesteine des westlichen Beckenrandes sind (zum Teil erheblich) mylonitisiert (Hilkering, Schaumberg), und diese Strukturumformungen wurden, wie aus allen Beobachtungen am hercynischen Donaubruch hervorgeht, durch tangential aus NE wirkende Pressungen herbeigeführt, dagegen weisen die nördlichen und östlichen Beckenränder nur dort deformierte Gesteine auf, wo

[1] Die alte Römerstraße verlief jedoch aus strategischen Gründen nicht im Tal, sondern stets auf dem Plateau über St. Agatha nach Schlägen und Engelhardszell und dann wieder auf dem Platea nach Passau. Die Donaustraße Schlägen—Engelhartszell besteht erst wenige Jahrzehnte.

sie von den ausgehenden Flaser- und Quetschzonen des Donaubruches (Hilkering) oder der Plöcking-Puchenauer und Rodlstörung (Walding—Ottensheim) berührt werden. So tritt der Mauthausener Granit von Aschach und Landshag so intakt an den nördlichen Bruchrand des Eferdinger Beckens heran, daß er zu Werksteinen verarbeitet werden kann. Es wäre auch weder tektonisch noch morphologisch gerechtfertigt, den nördlichen Bruchrand noch weiter landeinwärts suchen zu wollen. Selbst die überaus bestechende, an NE orientierte Klüfte geknüpfte Tiefenlinie der oberen Aschachschlucht von Purgstall bei Waizenkirchen über Hinterberg zur Donau bis Untermühl darf dazu nicht herangezogen werden. Die Fundstellen aquitanischer (?) Kohle[1] bei Haizing (nordwestlich Aschach), Walding und Freudenstein (zwischen Landshag und Ottensheim) liegen unmittelbar am Beckenrand, in seichten Einbuchtungen dem hier in ganz geringer Tiefe erschlossenen Grundgebirge aufgelagert. Bei Walding wurde die flach 10 bis 15° südfallende Kohle 30 *m* unter dem Ausgehenden angefahren, bei Haizing liegt das Flötz nur einige Meter über dem Grundgebirge. An beiden Orten läuft der Bruchrand aber beckenwärts, also nicht im Massiv, sondern am Massiv vorbei zwischen dem Flötz und dem Becken. Petrascheck bezweifelt nun (a. a. O., p. 289), daß das Eferdinger Becken jemals eine miozäne „Meeresbucht war und hält es für ein pliozänes Bruchfeld, die erbohrten miozänen Sedimente aber, die bei Karling 121 *m*, südlich Eferding sogar 490 *m* mächtig werden, für eine Transgression auf das Massivplateau. Dies begründet er mit dem weiten Übergreifen des Miozänmeeres der ersten Mediterranstufe über den Massivrand, dürfte jedoch dabei übersehen haben, daß allgemein die 500-Meter-Isohypse als oberste Grenze der miozänen Transgression anerkannt wird. Man könnte nun einwenden, daß die Umrahmung des Eferdinger Beckens an keiner Stelle Brandungsphänomene aufweist, für die der Rand der Linzer Bucht (Römerberg, Urfahr) gute Beispiele liefert.[2] (Cf. H. V Graber, Geomorphologische Studien usw., Petermann, 1903.) Ein Vergleich moderner Riasküsten mit der Massivumrandung zeigt dafür manche Analogien. Die kilometerweit ins Land eingreifenden schilf- und seegrasbewachsenen Buchten von Veruda und Medolino bei Pola bleiben von den heftigsten Schirokkowellen völlig verschont, die in der benachbarten Bucht von Sacorgeana und bei Promontore die Brandung an den Kliffen emporschleudern. Die Zerlappung des Küstensaumes der Bucht von

---

[1] W. Petrascheck, Die Kohlenlager des außeralpinen Beckens, Zeitschr. des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins, Kattowitz, 1926, 2. und 3. Heft.

[2] In der von Petrascheck wiedergegebenen Kartenskizze Nowack's ist die Linzer Bucht übersehen worden; das Meer brandete noch nördlich der Donau am Fuße des Pöstlingberges. Linz liegt nicht mitten im Massiv, ebenso Krems. Wenn Petrascheck hervorhebt, daß bereits Nowack im Jahre 1921 das Bruchsystem des Massivs mit der Alpenfaltung in Zusammenhang bringt, so sei bemerkt, daß vom Verfasser dieser Gedanke schon im Jahre 1903 ausgesprochen wurde.

Eferding begünstigte die Anlage kleinerer wellengeschützter Lagunen, in deren seichtem Stillwasser sich ein üppiger Pflanzenwuchs entwickeln konnte.

Lassen wir aber die Entstehung des Donaubruches und des Eferdinger Beckens in einen Akt zusammenfallen, so fehlt für den ausschließlich durch tangentiale Pressungen gestauchten Westflügel des Donaubruches von Hilkering bis Hinzenbach der Ostflügel, und die Gesteinsmylonitisierung, die, wie schon erwähnt, den übrigen Rändern des Beckens abgeht, wäre dann vollkommen unverständlich, weil unerklärbar.

Die Vorstellung des Hinabdrückens (Petraschek, a. a. O., p. 289) und Abbrechens der Massivränder zur Vortiefe unter dem Ansturm der miozänen Alpenfalten ist nur im Sinne einer nach S gerichteten Aktivität des nördlichen Kratogens, des tektonischen Vorlandes zu verstehen, das sich wohl der Erscheinung nach, nicht aber in der Wirkung passiv verhielt. Schon deshalb dürfen wir wenigstens die südlichen bojischen Brüche nicht ins Pliozän verlegen, in dem eine allgemeine epirogenetische Hebung einsetzte, die die Alpen stärker ergriff als das Massiv. Welcher Stufe des Miozäns die Flötze und die Ausfüllung des Eferdinger Beckens angehören, wissen wir noch nicht. Die Annahme des aquitanischen Alters (Petrascheck) beziehungsweise der Stufe des Burdigalien stützt sich auf Vermutungen und auf Analogien in der Linzer Bucht. Ganz außer Diskussion bleibt auf jeden Fall die Theorie einer miozänen Überschüttung des Massivs mit mindestens 250 *m* mächtigen Süßwasser- und Meeresablagerungen.

Mit verschwimmenden Grenzen geht der Krystallgranit und Mauthausener Granit in die anatektischen Migmatite und in die durch arteritische Imprägnation (Injektionsmetamorphose) entstandenen Körnelgneise über, der Weißgranit bildete besondere Mischformen, je nachdem er mit dem Schiefergneis oder Körnelgneis in Berührung kam, niemals jedoch anatektische Migmatite oder eigene Körnelgneise. Über die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen wird ein besonderer Bericht erscheinen, hier kann neben dem geologischen Auftreten vorwiegend nur das makroskopische Bild vorgeführt werden.

Die Anatexis ist eine auf die allernächste Umgebung der Granite beschränkte Nahmetamorphose mit weit geringerer Reichweite als die Imprägnation, häufig greifen sämtliche Mischformen auf ganz knappem Raum schlierenartig ineinander, besonders an schmalen Granitgängen. Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse, besonders auf dem Plateau, aber auch in den Gräben, Übergangszonen ohne scharfe Grenzen, vielfache Ähnlichkeit der Formen untereinander, Wechsellagerung zwischen schmäleren Lagergängen und dem Körnelgneis, Mylonitisierung, ebenso auch die Verwitterung, der dichte, ausgedehnte Flechtenbelag und die touristische Unzugänglichkeit erschweren die Studien ungemein und machen die kartographische

Darstellung oft zur Gefühlssache. Gemeinsam ist den Migmatiten beider Granite der Cordierit, der jedoch kein regelmäßiger Gast ist. Der Biotit ist vermehrt, oft in größeren Schuppen als im Typus, das Mischgestein erscheint dunkler, die Ausscheidungsfolge ist merkbar verwischt. Granat als hyazinthroter Almandin ist auf bestimmte Vorkommen des Mauthausener Granitmigmatits beschränkt (Granitsteinbrüche von Linz). Die Struktur ist die des Ausgangsgesteines, porphyrisch bei den Migmatiten des Krystallgranits, mehr gleichkörnig bei dem anderen; bei zunehmender Hybridisation stellen sich granoblastische Lagerungen der Gemengteile ein, die Plagioklase zeigen zuweilen diffuse aber normale Zonenstruktur, 20 $^0/_0$ An in der Hülle, 30 $^0/_0$ im Kern. Die großen, wie Sanidin glänzenden Orthoklase des cordieritführenden Krystallgranitmigmatits von Niederkappel enthalten größere Quarzkörner, die aus den Spaltflächen als kantengerundetete Dihexaeder herausragen. In den Migmatiten des Krystallgranits aus der Nähe von Pressungszonen bestehen die großen Einsprenglinge des Kalifeldspats ganz oder größtenteils aus gegittertem Mikroklin. Die Gitterung kann auf die Randpartien des Feldspats beschränkt bleiben (beginnende Umlagerung). Plagioklas (Oligoklas s. o.) ist in den Migmatiten häufiger als im Typus, aber spärlicher als in den Migmatiten des Mauthausener Granits, in welchem der Kalifeldspat stärker zurücktritt.

Jeder der beiden Granite bildet charakteristische Körnelgneise aus, die sich voneinander leicht unterscheiden lassen. Schwierigkeiten macht zuweilen, namentlich im durchbewegten Gestein, die Unterscheidung gegenüber dem zugeordneten Granit; in den meisten Fällen ist die Vermehrung des Biotits ein Zeichen der Hybridisation, das aber auch für die anatektischen Migmatite gilt, am sichersten führt die dem typischen Körnelgneis eigenartige makrogranoblastische Struktur, die noch bei stärkerer Pressung nicht verlorengeht. Es ist in der Regel viel leichter den Mauthausener Granit und seine Körnelgneise voneinander zu trennen als den Krystallgranit und die ihm zugehörigen Körnelgneise, denn es gibt auch biotitreiche Krystallgranite mit an Zahl und Größe zurücktretenden Kalifeldspaten, besonders in der Randzone, und anderseits führen manche seiner Körnelgneise gelegentlich auch vereinzelte größere Mikrokline, die sogar einige Zentimeter groß werden können. Wir nennen die stets plagioklasarmen Körnelgneise des Krystallgranits Mikroklinkörnelgneise zum Unterschied von den auch mehr gleichkörnigen Oligoklaskörnelgneisen des Mauthausener Granits mit vorherrschendem Oligoklas (26 $^0/_0$ An im Mittel, zuweilen diffuse, normale Zonenstruktur), der schon im Handstück durch seine Zwillingsstreifung auffällt. Manche Körnelgneise des Sauwaldes (Flenkental bei St. Ägydi) führen Kalifeldspat nur als winzige, spärliche Einschlüsse im Oligoklas. Der Glimmer beider ist der gleiche schwarzviolette und titanreiche einaxige Biotit der Granite, Granat ist sehr selten (Linz), Cordierit fehlt fast immer, Muskovit ist stets ein Deformationsprodukt.

Für die Bildung der Körnelgneise bieten manche Adergneise gute Anhaltspunkte. Man sieht dann entlang feiner und feinster millimeterbreiter aplitischer Äderchen, die von einer mächtigeren, ein bis mehrere Zentimeter dicken Ader aus in die Schieferfugen ziehen, die dunkle Schiefersubstanz durchsetzt von hellen 2 bis 5 *mm* großen Quarz- und Feldspatperlen, während die breitere Stammader geschnitten scharf das Handstück durchsetzt (Kesselgraben bei Wesenufer unterhalb der Scheikser Mühle von Sittling; Steinbruch oberhalb Jochenstein gegenüber Ranning bei Engelhartszell; hier sieht man sehr deutlich den beginnenden Imprägnationsprozeß, bei der Scheikser Mühle Körnelgneise mit aplitischen Stammadern). Die in der Literatur zuweilen als besondere Typen geführten Perlgneise (Till, Stadler) sind keineswegs noch unfertige Übergänge vom Schiefergneis zum Körnelgneis, die etwa durch weitere Nachschübe schließlich zu Körnelgneis geworden wären, sondern Produkte einer effektiv geringeren Energie als diese. Über den physikalisch-chemischen Zustand der ursprünglichen Injektionsmassen können wir einstweilen nur vermutungsweise annehmen, daß die Stammadern der Körnelgneise hochtemperierte liquidmagmatische Schmelzen enthielten, während die dichtgescharten Nebenäderchen mit ihren seitlich zusammenfließenden Imprägnationsmineralen pneumatolytische Abspaltungen aus den Stammadern darstellen.

Die aplitischen Lösungen des Krystallgranits waren nicht nur kalireicher als die des Mauthausener Granits mit entschieden vorherrschendem Natrium, sie mußten auch aus unbekannten Gründen die Entstehung größerer Individuen von Kalifeldspat im durchtränkten Schiefergneis (Sammelkrystallisation, siehe unten) begünstigt haben. Sehr lehrreiche Aufschlüsse dafür in allerdings etwas mylonitisiertem, auch von Weißgranit durchzogenem, teilweise noch erhaltenem Schiefergneis liefert die steil abfallende Nase des rechten Baumbachlufers bei Schlägen gleich oberhalb des »Sperrweges«, der unterhalb verlaufende Uferweg von Schlägen nach Inzell durchquert einige Lagergänge von Krystallgranit in Mikroklinkörnelgneis (bei Schlägen mylonitisch, stromabwärts normal).

Limbrock (a. a. O., p. 161) spricht von den größeren Kalifeldspaten der Körnelgneise als von »Porphyroblasten«; dies ist nicht zu billigen, weil der ursprünglichen Fassung des Begriffes durch Becke zuwiderlaufend. Außerdem sind diese Feldspate Produkte einer Stoffzufuhr.

Neben diesen hochaktiven älteren Apliten, die innerhalb des Krystallgranits und seiner Körnelgneise auch grob- und großkörnig und durch Glimmeraufnahme pegmatitähnlich werden können (oberhalb der Klingmühle am Steig nach Marsbach mit 4 *cm* großen Mikroklinen und spärlichen, bis 1 *cm* großen Biotiten), im Bereich des Mauthausener Granits aber normalkörnig bleiben, wurden stellenweise, nicht gar häufig, auch jüngere feinkörnige Aplitgänge bis zu 20 *cm* Mächtigkeit gefördert, die ohne jede Wirkung auf

das Nebengestein blieben. Sie dürfen nicht mit jenen energiearmen Oligoklasapliten[1] in Verbindung gebracht werden, die als feine kalifeldspatfreie Durchäderungen mancher Schiefergneise (Kramesau 3 *km* stromaufwärts von Niederranna an der Straße Kramesau—Rannariedl) die ohne Zweifel herdfernsten Ausläufer ursprünglich doppelalkalischer Kalinatronlösungen des krystallgranitischen Magmas darstellen, deren Kali in den Mikroklinkörnelgneisen von Rannariedl zurückblieb, während das Natron weiterwanderte. Diese letzten Nachschübe blieben wegen ihrer tief gesunkenen Temperatur ohne Wirkung auf das injizierte Nebengestein. Ähnliche Beobachtungen beschreiben Grubenmann und Niggli.[2]

Die Mächtigkeit einer bestimmten Körnelgneiszone wird von dem jeweils zugehörigen Granitdurchbruch vorgeschrieben, der als Stock oder Lagergang das Ausgehende eines der zahllosen, verschieden mächtigen Zweige größerer, in der Tiefe zusammenhängender Granitmassen darstellt. Nach außen gehen die Oligoklaskörnelgneise des Sauwaldes in grobe Biotitgneise und Cordieritgneise (beide ohne Körnelgneisstruktur), schließlich in die hercynischen Schiefergneise über. Den Übergängen der Mikroklinkörnelgneise fehlen diese Zwischenzonen, auch eine Folge der kurzen Reichweite der Kalilösungen und der geringen Aktivität der restlichen Na-Emanationen, für die auch der Cordieritmangel der zugehörigen Adergneise spricht. Nicht allzu selten werden die Körnelgneise von fremdartigem Gestein unterbrochen. Dunkle Pyroxenhornfelse, manchmal etwas heller und dann vom Aussehen gewisser Pyroxengranulite, bilden bald eckige Einschlüsse von wechselnder Mächtigkeit bis herab zur Größe einer Faust, bald sind sie schlierenartig der alten erhaltenen Paralleltextur eingeschaltete metamorphe Reste von teilweise resorbierten Amphiboliten.[3] Seltener sind Einschlüsse lichter Kalksilikathornfelse mit diallagähnlichem Pyroxen ($c\gamma = 44°$), Quarz und Labradorbytownit (mit 70 bis 79% An) und viel Titanit als umgewandelte Relikte von älteren metamorphen Magnesiakalkgesteinen, z. B. von Chondroditmarmor. Man darf aus solchen Funden nicht immer ohneweiters auf Orthogesteine als einbettendes Material schließen, besonders in den gepreßten Zonen, wo der Unterschied zwischen Körnelgneisen und manchen Flasergraniten sich leicht verwischen kann. Die einschlußähnlichen langgestreckten Pyroxenhornfelsschlieren am Donauuferweg gegenüber Inzell (Blatt Linz) mit noch

---

[1] Hier stark gefältelt mit scharfen Scharnieren und ruptureller Deformation unter Ausbildung der Trener'schen Regel dürfen sie nicht für vorgranitische Aplite angesehen werden; unter dem Einfluß älterer Durchbewegung müßten sie eine ganz andere Struktur und einen ganz verschiedenen Mineralbestand besitzen.

[2] U. Grubenmann und P. Niggli, die Gesteinsmetamorphose, I. Aufl., I. Teil, 1924, Gebr. Bornträger, p. 293.

[3] Am Wege Schlägen-Mitterberger aus Amphibolit entstandene Amphibolkörnelgneise neben Pyroxenhornfels, beide mit basischem Plagioklas (Andesin bis Labrador).

erhaltenen Amphibolitresten gehören hierher, während die Einschlüsse von lichtem Diallaghornfels des Haugsteingipfels (Sauwald) in Granitmigmatit liegen. Die biotitisierten Amphibolite im Steinbruch gegenüber Ranning (Blatt Passau) sind in Granit eingekeilte mit den Nachbarschiefergneisen noch zusammenhängende Partien.

Dynamometamorphe Körnelgneise in allen Graden rein ruptureller Metamorphose mit Ansätzen von Krystalloblastese finden sich von Bruchbreccien (Kakiriten im Sinne von Svenonius und Holmquist) an bis zu Mylonitgneisen und Phylloniten. Besonderes Interesse beanspruchen die Quetschprodukte der Übergänge vom Krystallgranit (vom Verfasser seinerzeit »Randporphyr« genannt) zum Körnelgneis. Bei schwächerer Pressung bereits entwickeln sich begünstigt durch den hohen Biotitgehalt zahllose Scherflächen unter teilweiser Zertrümmerung und Verrollung der größeren Mikrokline. Dieses Produkt nennt Till »Augengneis« und faßt es ganz richtig als ein Orthogestein auf. Es gibt aber auch »Augengneise«, die sich vom Körnelgneis ableiten. Im Sinne der Lehre von der Krystallisationsschieferung sind diese Gebilde nicht Augengneise, auch wenn die Durchschnitte der Feldspate spitzelliptisch (augenartig) ausgezogen sind, sondern Krystallgranit-, beziehungsweise Körnelgneismylonite ohne krystalloblastische Merkmale. Die teils phyllonitisierten, teils nahezu dichten Pressungsstadien der Körnelgneise und Übergangsgesteine sind Diaphtorite, man erkennt sie als solche nur im Aufschluß und unter dem Mikroskop aus der Zugehörigkeit zu den benachbarten normaleren Formen, denen sie als schmale, höchstens einige Meter mächtige Quetschzonen eingelagert sind. Es sind harte porphyroklastische Mischgneisdiaphtorite mit erbsen- bis hirsekorngroßen, gerollten und oft länglich gewalzten Porphyroklasten von Mikroklin und Plagioklas (15 bis 27 $^0/_0$ An) neben linsenförmigem Quarzmosaik (mit Trener'scher Regel) in einem makroskopisch dichten, chloritisierten Grundgewebe. Kleine Pyritwürfelchen sind häufig. Fundstellen: Adlerbachtal, linkes Ufer über der Freudentaler Mühle an den Karrenwegen; erster Graben zwischen Schlägen und dem ersten Gehöfte talaufwärts (Bruck), auch im nächsten Graben, aber weniger stark gepreßt; bei Niederranna unweit der Rannamündung an der Straße nach Rannariedl; sehr gut aufgeschlossen in einem kleinen Steinbruch an der Donaustraße halbwegs zwischen Ranning und Kasten beim Buchstaben »M« von »Teufels M.« der Spezialkarte (Blatt Passau).

Till (a. a. O., p. 192) hält dieses bereits von Hauer beschriebene Gestein bald für Granitporphyr und für ein Äquivalent der benachbarten Ganggesteine, bald richtig für Augengneis, auch für chloritisierten Kalksilikatfels und Lamprophyr; er bezeichnet es schließlich wegen der Unmöglichkeit seiner Klassifikation als »Grünstein.« Hinterlechner[1] wollte in völlig analogen Gesteinsum-

---

[1] K. Hinterlechner, Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1907, Bd. 57, p. 328 ff.

formungen von Schönfeld, Chotěboř und Sloupně in Mähren unveränderte sedimentäre Grauwacken mit winzigen, aus vorpaläozoischen Gesteinen herstammenden Geröllen (!) von Quarz und Feldspat erkennen. Der diese Gebilde behandelnde Abschnitt ist beachtenswert wegen seiner unfruchtbaren Polemik gegen die damals noch junge Theorie der krystallinischen Schiefer und wegen der wenig einwandfreien Art, wie diese Polemik geführt wird.[1]

Durch die Verwitterung verfärben sich die Körnelgneise in gleicher Weise wie ihre Granite und die im frischen Zustand ebenfalls schwarz-weiß gesprenkelten Cordierit- und Biotitgneise; sie werden gelblich, bunt und schließlich rötlich. Die biotitreichen Abänderungen der Körnelgneise verwittern durch Chloritisierung schwärzlichgrün mit rötlichen Mikroklinen und Quarzen, die Plagioklase bleiben weiß. (Rötliche, amphibolführende syenitische, zum Teil quarzfreie Einlagerungen oberhalb Bruck und Eisgrabner bei Schlägen u. a. O. sind angewitterte Intrusionen.)

Mit der Annäherung an die hercynischen Schiefer- und Adergneise schwindet allmählich die scheckige Färbung und das grobe Korn der Cordierit- und Biotitgneise, zugleich verlieren sie auch die Tendenz zur Blockbildung. Bei mechanischer Beanspruchung zerfallen sie wie alle Mylonite in triklinprismatische, bisweilen in unregelmäßig polyedrische Stücke, bei stärkerer Pressung zu dünnen Scheitern.

Der 20 *km* lange lagergangartige Zug von Weißgranit, der von Pfarrkirchen (Blatt Schärding) her mit wechselnder Mächtigkeit nach SE durch die Kerschbaumer Schlinge nach Haibach zieht und dort zu der 1 *km* mächtigen Kuppe des Kalvarienberges (562 *m*) anschwillt, ist eines der bedeutendsten Vorkommen dieses Granits überhaupt. In unserem Gebiet tritt er sonst nirgends mit auch nur angenäherter Mächtigkeit auf, sondern bleibt auf vereinzelte schmälere Gangvorkommen am linken Donauufer, von Engelhartszell über den Prodl (gegenüber Schlägen) bis zur Freudentaler Mühle und jenseits des Fattinger Sattels beschränkt, wobei es nicht feststellbar ist, ob sie bloße Apophysen oder schmälere Begleitgänge des Pfarrkirchner Zuges sind, dem sie stellenweise ganz nahe kommen. Dem breiten Sauwaldzug bleibt der Weißgranit vollkommen fremd, im Mühlviertel ist er dagegen sehr verbreitet.[2] Ob diese Erscheinung für ein spätaplitisches, mikroklinreiches und plagioklasarmes Spaltprodukt des Krystallgranits spricht, bedarf noch eingehenderer Untersuchung.

Im typischen Zustand glimmerfrei (St. Georgen bei Linz) führt der Weißgranit bei Haibach feinschuppigen, ungleichmäßig verteilten

---

[1] Stadler (a. a. O., p. 50) deutet einen porphyroklastischen Körnelgneis Passau als zertrümmerten Diabas oder Gabbro.

[2] C. Peter's. Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine im nordwestlichen Teil von Oberösterreich, Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. in Wien, 1852 und 1853. H. Commenda, Materialien usw., Ber. d. Museums in Linz, 1884 und 1891

Biotit; in der Kalvarienbergkuppe wechseln glimmerreiche Abschnitte mit glimmerärmeren, Haibach selbst liegt in ungepreßtem flaserigen Weißgranit. Dies alles deutet auf paraintrusive Stoffzufuhr dunkler Gemengteile mit randlicher Hybridisation ohne Merkmale echter Anatexis, die stets mit Verlust oder Verwaschung der alten Schiefertextur einhergeht.

Der alte, lepidoblastische Schiefergneis wird im Kontakt mit dem Weißgranit aplitisiert. Unter Erhaltung der Schiefertextur entstehen zunächst mehr oder weniger geäderte dunkelaschgraue, dann lichtgraue feinkörnige, schuppige Imprägnationsgneise mit Resten feiner bis feinster Schieferstreifen und Biotitbesteg auf dem Hauptbruch, schließlich schneeweiße feinkörnige Granite mit sehr spärlich eingelagerten feinen Schieferflasern.

Sehr selten finden sich hie und da in diesem gleichkörnigen Gestein größere Feldspataugen von höchstens 1 *cm* Durchmesser. Beachtenswert ist die geringe Korngröße dieser Gneise im Vergleich mit der grobkörnigschuppigen Struktur der Körnel- und Biotitgneise im Bereich des Mauthausener Granits und der völlige Mangel an Cordierit. Grubenmann-Niggli (a. a. O., p. 362) sprechen von solchen Imprägnationsmetamorphosen geradezu als von förmlichen Pseudomorphosen; richtiger wären sie als Verdrängungsimprägnationen zu bezeichnen. Die abgewanderten Stoffe (vornehmlich die Biotitsubbanz) kamen an andrer Stelle mit dem Gesamtrest der mobilen Lösungen zur Krystallisation und schufen so unter anderem die biotitführenden Weißgranite der Haibacher Granitkuppel.

Die der Imprägnation durch den Weißgranit verfallenen Mikroklinkörnelgneise (die Oligoklaskörnelgneise des Mauthausener Granits kamen nirgends praktisch in Betracht), wurden in ähnlicher Art metamorphosiert. Sie lieferten aber grobkörnigere, mehr an wohlgeschieferte und biotitreiche Granitgneise anklingende Gesteinsumformungen, die durch nachträgliche Pressungen unter Kornverkleinerung noch geflasert und gestreckt wurden. Im Guglerschlag (Rücken zwischen Baumbachl und Adlerbachtal), in Kote 420 *m*, an der Nase zwischen Waldbach und Adlerbach[1] sieht man die Entwicklung dieser Gesteine aus dem Körnelgneis auf ganz kleinem Raume.

Hauptbruch: Str. h. 9, F 60° NE; die Streckung der Biotitflasern fällt zirka 15° nach E 10° S. Erster Querbruch: Str. N 15° E, F 70° W, zweiter Querbruch str. N 25° E, F 60° E, beide glatt und eben; Längsbruch rauh, riefig, str. N 125° S, F 50° SW. Die feinen Intrusionen treten auf dem Längsbruch deutlich hervor. In diesem schönen Gestein, das am Hauptbruch manchen alpinen Zentralgneisen

---

[1] Dieser wichtige Aufschluß ist nicht leicht zu finden. Man geht durch die Quetschzonen des Baumbachls — das ist der steile Graben unterhalb Schlägen, östlich vom Adlerbach — bis zum »Roten Kreuz« in Kote 481 *m* und steigt dann längs der Waldgrenze nach WSW bis nahe zum ersten Gehöfte (Waldtoni) herab. Hier biegt der Weg scharf um die Waldecke. Man verfolgt ihn etwa 5 Minuten lang bis zu einer steinbruchähnlichen Felsschürfung in Kote 420 *m*.

ähnelt und einem blastomylonitischen Granitgneis gleicht, liegen gelegentlich größere, aus dem Körnelgneis übernommene Mikroklinaugen. Auf dem Rückweg zum Roten Kreuz direkt über den Hang beobachtet man sowohl Körnel- als auch Schiefergneisimprägnationsformen. Je nach dem Grade der Imprägnation ist die Struktur der nun zum zweiten Male alkalisierten Körnelgneise verschieden, granoblastisch bis granitisch, dann mit undeutlicher Ausscheidungsfolge. Unter dem Mikroskop sieht man ein von Glimmersträhnen (auch Muskovit!) durchzogenes Quarz-Mikroklin Mosaik, die überwiegenden Mikrokline ohne Krystallumrisse prachtvoll und breit gegittert, vom Rand her dringen überall die stumpfen Zapfen der vollständig myrmekitisierten Oligoklase (20 bis 26% An) ein.

Aus den Einschlüssen und Lagern von Kalkmagnesiasilikatfelsen und Pyroxenhornfels, Amphibolit, Aderamphibolit, Gabbroiden und ihren saussuritisierten Abkömmlingen in den Graniten und Körnelgneisen, aus den Graphitspuren in manchen Mischgesteinen und aus den Übergängen der Cordierit- und Biotitgneise zum normalen Schiefergneis ergibt sich mit Gewißheit, daß alle diese Gesteine die mächtig entwickelte metamorphe Facies der hercynischen Gneisserie im Kontakt mit den Graniten darstellen. Dies gilt insbesondere für die regional ausgedehnte Verbreitung dieser Umformungen im Inn- und Traunviertel (Sauwald) bis weit nach Bayern hinein. Vergleichen wir diesen Komplex einschließlich der Granitdurchbrüche, seine Entstehung, seinen gegenwärtigen Zustand, seine Verwitterungsformen mit der Beschreibung, die Gümbel von den bojischen Gneisen gibt, so festigt sich die Erkenntnis, daß diese Gneisserie nicht einen eigenen stratigraphischen Horizont, der älter ist als der hercynische Gneis, einschließt, sondern als eine stratigraphisch gleichaltrige, petrographisch sogar jüngere Facies des hercynischen Gneises gewertet werden muß, was vom Verfasser schon vor 25 Jahren angedeutet wurde. Daß diese Serie das Liegende der normalen hercynischen Gneise bildet, ist nicht stratigraphisch, sondern intrusiv-tektonisch begründet. In Gümbels Grundzügen der Geologie (Kassel, 1888, p. 506) wird die bojische Gneisformation beschrieben als aus vorherrschend gleichmäßig gemengten fein- bis grobkörnigen, meist rötlichen, selten grauen zweiglimmerigen, gebankten und dadurch granitähnlichen bunten Gneisen und aus ganz ähnlichen Graniten zusammengesetzt, die lagerartig dem Gneis eingeschaltet sind oder ihn in Gängen und Stöcken durchbrechen. Der Biotit ist öfters chloritisiert, Fibrolith (Sillimanit) fehlt. Amphibolgesteine treten nur vereinzelt auf, Kalke fehlen. F. E. Sueß[1] faßt die Gümbel'sche Charakteristik in folgende Sätze zusammen: »Es sind.. bunte, graue, gebankte zweiglimmerige, granitähnliche Gneise mit lagerförmig eingeschalteten Graniten von ähnlicher

[1] F. E. Sueß, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, Berlin, Borntraeger 1926, p. 34 bis 35.

mineralogischer Zusammensetzung; Zwischenlagerungen von fremden Gesteinen, Amphiboliten u. a. sind sehr selten. Das Fehlen der krystallinischen Kalke verdient besonders hervorgehoben zu werden. Nach Gümbels Beschreibung darf man annehmen, daß unter der mächtigen Zone mehr oder weniger verschieferter Gesteinskörper wieder unveränderte Granite gelegen sind.«

Sicher liegen unter den »bojischen Gneisen« zusammenhängende Granitmassen, deren zahllose Verästelungen den hercynischen Gneis thermisch-chemisch umgestaltet haben. Die Schiefertextur und Faltung dieser metamorphen Gneise ist von jüngeren aufgezwungenen Paralleltexturen abgesehen alt, und von der paragranitischen Krystallisation (Abbildungskrystalloblastese nach Sander) überholt. So zeigen u. a. die schön gefältelten Oligoklaskörnelgneise des oberen Kesselgrabens (bei Wesenufer) in der Umgebung von Sittling eine kaum angedeutete bis mäßige Kataklase, die keinerlei Paralleltexturen schaffen konnte, während die Körnelgneise an andern Orten (Schlägen) vorwiegend kataklastische Texturen mit ganz kurzamplitudiger Internfältelung aufweisen.

Außer Apliten und Pegmatiten sind Ganggesteine recht selten. Bisher können drei Verbreitungsbezirke, in denen Ganggesteine reichlicher auftreten, besonders hervorgehoben werden: Die schon seit Peters bekannte Pesenbachschlucht zwischen Neufelden und Landshag (gegenüber Aschach), das östliche Sauwaldgehänge zwischen Viechtenstein und dem Kesselgraben von Wesenufer und das Rannatal in seiner ganzen Erstreckung. Im Gebiete der Mauthausener Granite herrschen Porphyrite (nach Till Granitporphyr) vor, der Krystallgranit wird vorwiegend von Lamprophyren durchsetzt.

Einer näheren Untersuchung wurden bisher die Vorkommen im Sauwald und bei Niederranna unterzogen. Kölbl (a. a. O., p. 361) hat die von ihm und Beurle beobachteten Lamprophyre des Rannastollens mikroskopisch nicht untersucht, wohl aber die teilweise ähnlichen Ganggesteine von Partenstein (p. 339). Die wichtigsten bisherigen Ergebnisse mögen hier schlagwortartig Platz finden; nach Abschluß der Begehungen (Sommer 1928) wird über die Ganggesteine besonders berichtet werden.

Porphyrite des Sauwaldes: Lichtaschgraue bis dunkelblaugraue Quarzglimmerporphyrite (11 Fundstellen, 3 Hornblende führende). Erbsengroße, angeschmolzene Quarzdihexaeder, auch in Gruppen ähnlich wie am Porphyrit von Steinegg[1] (niederösterreichisches Waldviertel, aber ohne grüne Kränze von Hornblende). Als Feldspateinsprenglinge durchwegs Plagioklase (3 bis 10 *mm*) mit prachtvoller Zonenstruktur (basische Rekurrenzen, keine inverse Zonenstruktur, wie Limbrock meint, a. a. O., p. 143). Maximum 50%,

[1] F. Becke, Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels, Tschermak's min. und petr. Mitt., V., 1882, p. 148).

Minimum 10% An-Substanz.[1] Biotit einachsig, oft von Rutilnadeln erfüllt. Grundmasse sehr wechselnd, bald sphärolithische Myrmekitrosetten mit oder ohne Mikroklinmikropegmatit, bald deutlich geformte Grundmassebestandteile mit allen Komponenten.

Keine kataklastischen Texturen, nur bei Wesenufer in der Nähe des Donaubruchs ein Porphyrit, der klastobrecciös zerfällt, bisher keine Funde aus Quetschzonen. Es ist ohneweiters verständlich, daß ein glimmerarmes dichtes Gestein auf Druck anders reagieren wird als ein grobschuppiger Körnelgneis. Der gleiche Druck wird hier geschieferte Mylonite, dort bloß Bruchbreccien (Kakirite) ohne Strukturänderung erzeugen. Der große Porphyritgang im mittleren Kesselgraben ist an den Rändern klastobrecciös, im Innern unversehrt. Quarze nahezu frei von undulöser Auslöschung, Biotite oft zierlichst aber regellos gefältelt, ein dreifach verworfener Biotit als Einschluß in einem fast unversehrten Plagioklas. Der große, »ansehnliche Stock von 4 bis 5 km^2« von Till's Granitporphyr, (a. a. O., p. 199) löst sich in eine Anzahl verstreuter kleiner Gänge von Porphyriten auf. Die oberösterreichischen Porphyrite sind saurer als die des Waldviertels.[2]

Lamprophyre: 1. Hornblendekersantit aus dem Rannatal, dicht, basaltähnlich, bildet Gänge in Weißgranit. Plagioklas mit 56 bis 79% An-Substanz. Auch mylonitisierte Vorkommen.

2. Spessartit unterhalb Molletsberg am Frauensteig in Kote 510 *m* ein klotziger, schon von Till beschriebener Gang (a. a. O., p. 189). Plagioklas 10 bis 67% An-Substanz. Andere mylonitisierte Vorkommen bei Oberkappel.

Die Lamprophyre und Porphyrite sind älter als die jüngeren Störungen des Massivrandes.

---

[1] Die Feldspatbestimmungen in diesem Aufsatz erfolgten nach den verbesserten Tabellen von A. Köhler in Tschermak's min. und petr. Mitt., 36. Bd., 1923, p. 42 ff.

[2] A. Köhler, Die Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels, Tschermak's min. und petr. Mitt. 1928.